

## بررسی امواج سرمای ناحیه غرب ایران

زهرا یارمرادی<sup>۱</sup>، قاسم کیخسروی<sup>۲\*</sup>، بهروز نصیری<sup>۳</sup>

- ۱- دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشگاه لرستان  
 ۲- استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی  
 ۳- استادیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه لرستان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۹/۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۳/۱۵

### چکیده

وقوع سرمای شدید و یخبندان باعث خسارات فراوان به محصولات کشاورزی و تأسیسات می‌شود. واکاوی همدیدی آماری این یخبندان‌ها به پیش‌بینی وقوع آنها کمک می‌کند. در این پژوهش به منظور واکاوی همدیدی امواج سرمای غرب کشور، آمار دمای حداقل روزانه ایستگاه‌های همدان، خرم‌آباد، سنندج و کرمانشاه طی دوره‌ی آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ تهیه شد سپس با استفاده از شاخص‌های آماری میانگین و انحراف معیار بلندمدت، آستانه عددی امواج سرمای بدست آمد؛ و براساس آن ۵۶ روز توأم با امواج سرما شناخته شد. به منظور استخراج واکاوی الگوهای فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل به ترتیب از داده‌های HGT و SLP اقدام به خوشه‌بندی سلسله مراتبی به روش ادغام ward شد. نتایج واکاوی خوشه‌ای نشان داد که یک الگوی گردش جوی عامل اصلی امواج سرمای منطقه است. در این الگو در تراز سطح دریا هسته مرکزی پرفشار با فشار مرکزی بیش از ۱۰۳۲ هکتوپاسکال بر روی شمال‌غرب و غرب کشور قرار دارد که با گردش و اچرخندی خود باعث ریزش هوای بسیار سرد عرض‌های بالا بر روی منطقه شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز قرارگیری قطاع غربی ناوه عمیق بر روی مناطق غربی ایران که موجب نصف‌النهاری شدن جریان بادهای غربی و شمالی شدن جریانات مذکور و در نتیجه نزول هوای سرد عرض‌های شمالی از طریق فرود بلند می‌گردد، نقش بسیار مهمی در وقوع فرارفت و وزش دمایی سرد دارد که نتیجه آن رخداد امواج سرمای در منطقه شده است.

واژه‌های کلیدی: موج سرما، خوشه‌بندی، همدید، غرب ایران.

## مقدمه

یخبندان به عنوان یکی از مخاطرات اقلیمی هر ساله بیشتر نقاط کشور و در بعضی از سالها حتی قسمت‌های جنوبی کشور را در بر گرفته و خسارات زیادی به بار می‌آورد. آب‌وهوا یکی از ارکان بنیادین زندگی بشر محسوب می‌شود که با پیشرفت و توسعه در جهان، حفاظت از آن روز به روز اهمیت بیشتری یافته است. دما در چرخه‌های طبیعی و به ویژه چرخه‌های آب و انرژی دارای اهمیت بنیادی است؛ لذا بر فعالیت‌های انسانی و فرآیندهای طبیعی هر ناحیه تأثیر خواهد داشت. بنابراین تغییرات آن در مدیریت و برنامه‌ریزی محیط عامل بسیار مهمی به شمار می‌رود. در دهه‌های اخیر نتایج کاربردی واکاوی دما باعث شده است تا مطالعه افت و خیزهای آن در دراز مدت (روند) و کوتاه مدت (چرخه سالانه) به ویژه در عرصه‌ی جهانی مورد توجه جدی قرار گیرد. بسیاری از معضلات محیطی عصر ما از جمله سیل، طوفان، خشکسالی، تکثیر زیاد از حد حشرات موذی و نیز مصونیت آنها در برابر سموم و مسائلی از این دست، غالباً می‌بایستی ریشه در تغییر اقلیم کره زمین و خصوصاً افزایش دمای جهانی داشته باشند. ویکویچ (۱۹۶۳) عامل اصلی یخبندان‌های روسیه، اروپا و قزاقستان را گسترش بادهای سرد شمال غربی توسط توده‌های هوا می‌داند. زانگ و همکاران (۱۹۹۶) ضمن بررسی اقلیم شناسی موسمی‌ها و امواج سرد در شرق آسیا دریافتند که شدت بالای پرفشار سیبری در ماه‌های دسامبر و ژانویه رخ می‌دهد در صورتی که بیشترین فراوانی امواج سرد در شرق آسیا مربوط به ماه‌های نوامبر و مارس است. پرایتو و همکاران (۲۰۰۲) تأثیر نوسان اطلس شمالی بر دماهای فرین زمستانی در مادرید را بررسی کردند و در نهایت ۵ الگوی گردشی که باعث این دماهای فرین سرد می‌شوند را شناسایی کردند. سه الگو از پنج الگوی

گردشی شناسایی شده، جریان‌های سرد هوا بر روی شبه جزیره‌ی ایبری را نشان می‌دهد و در دو الگوی دیگر هیچ گردش مهمی بر روی منطقه مشاهده نمی‌شود. میهل (۲۰۰۴) یخبندان‌های غرب و جنوب غرب ایالات متحده، ناشی از گسترش زبانه‌های پرفشار عرض‌های قطبی به سمت عرض‌های پایین‌تر و در نتیجه انتشار سرماهای فراگیر در این مناطق می‌باشد. تاکایا و همکاران (۲۰۰۵) ضمن نشان دادن ارتباط بین تقویت پرفشار سیبری با وقوع بندالی در غرب آن، نتیجه گرفتند که بر هم کنش بین بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی بالای ورود سپهر با بی‌هنجاری‌های تاوایی پتانسیلی ناشی از هوای سرد سطح زمین، در تقویت پرفشار سیبری دارای اهمیت زیادی است. کریستی (۲۰۰۷) تغییرات وسعت حداکثر سالانه پوشش برف بر روی دریای بالتیک، با تغییرات شدید دمای ساحلی و وقوع یخبندان در دوره زمستانه همراه است. پوشش برف، باعث تشکیل پرفشار حرارتی بر روی منطقه گردیده که عامل بروز یخبندان‌های شدید به ویژه در نواحی ساحلی این دریاچه می‌باشد. ریسزو توماس (۲۰۰۷) استمرار زمانی دماهای فرین در بازه روزانه، هفتگی و حتی ماهانه حسب مورد موجب وقوع امواج سرمای (دماهای فرین پایین) و گرمایی (دماهای فرین بالا) می‌شود. کانی و همکاران (۲۰۰۸) با تحقیق بر روی آنتی-سیکلون نسبتاً ضعیف اقیانوس اطلس و شمال اروپا، کم فشارهای متوالی در غرب و مرکز اروپا، بادهای غربی، شرایط بارومتريک در ناحیه مدیترانه و کم فشارهای لیتوانی و استوانی که شرایط سرما را به مرکز اروپا مستقر می‌سازند، عوامل اصلی امواج سرد اروپا هستند. وان دی بیسلر و همکاران (۲۰۰۹) اثر الگوهای گردشی بر دماهای فرین را در اروپا بررسی کردند و در تحقیق آنها ارتباط بین فراوانی الگوی گردشی و شاخص دما با استفاده از رگرسیون چند

خوبی با ارتفاع دارند و روند روزهای یخبندان با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد در حالی که روند حداقل دما با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد. روشن و همکاران (۲۰۱۸) در بررسی امواج سرد و گرم در ایران، از آمار هواشناسی روزانه سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۴ و معادله دمای فیزیکی معادل برای تشخیص امواج سرما و گرما در ایران استفاده کردند. نتایج بیانگر آن است در جنوب غربی ایران و ایستگاه‌های ساحلی نوار شمالی خلیج فارس و دریای عمان هیچ موج سردی در طول دوره آماری رخ نداده است. حداکثر فراوانی امواج سرد در مناطق کوهستانی شمال غرب، شمال شرق و دامنه‌های کوه‌های زاگرس با شدت‌های مختلف مشاهده می‌شود. در مقایسه با امواج سرما، امواج گرما در سراسر منطقه ایران رخ داده است. اگر چه حداکثر آستانه وقوع این امواج در سواحل جنوبی ایران و بیشترین رخداد آن در مناطق شرقی ایران مشاهده می‌شود علیجانی و همکاران (۱۳۹۱) در واکاوی همدید امواج سرماهای فراگیر ایران به این نتیجه دست یافتند که الگوی حاکم بر این موج سرمای شدید، الگوی پرفشار سیبری بوده است. که همزمان با نفوذ زبانه پرفشار سیبری به منطقه، در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز میانی جو، فرازهایی تا ارتفاع ۵۸۰۰ متر تشکیل شد که ریزش هوای بسیار سرد به منطقه را در امتداد شرقی این فرازها، توجیه می‌کند. قویدل رحیمی (۱۳۹۳) به تحلیل امواج سرمایی دوره زمانی ۲۳ تا ۲۶ فروردین ۱۳۸۸ را وجود یک سامانه پرفشار در شمال دریای خزر دانست که باعث باعث ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به کشور و وقوع یخبندان در بیشتر ایستگاه‌های کشور شد. دارند و مسعودیان (۱۳۹۴) به شناسایی الگوهای ناهنجاری ضخامت سرماهای فرین ایران طی بازه زمانی ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳ پرداختند. آنها با استفاده از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل برای دو تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال

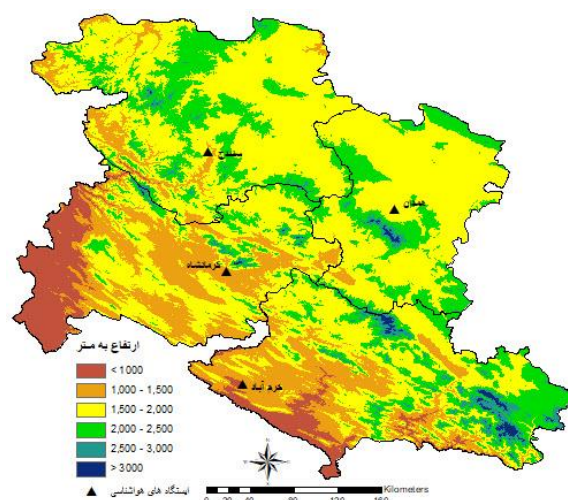
متغیره مدل‌سازی شد، نتایج نشان داد که تفاوت بین شاخص‌های محاسبه شده بیانگر اثر گرمایش در تابستان و زمستان است. یونکاشویچ و توشیچ (۲۰۰۹) اثر الگوی پیوند از دور نوسانات اطلس شمالی بر دماهای فرین زمستانی بلغراد مورد بررسی قرار گرفته و تأثیر آن بر وقوع و شدت و ضعف دماهای فرین زمستانی تایید شده است. استرونل و همکاران (۲۰۱۰) مقادیر فرین دما در لهستان را براساس طبقه‌بندی‌های مختلف گردش جوی مطالعه کردند. نتایج آنها نشان داد که در فصل زمستان علت دماهای فرین بر اثر الگوهای گردشی و اچرخندی و همراهی آن با جریان‌های شرقی بوده است. دیولیری و همکاران (۲۰۱۱) با مطالعه رخداد‌های فرین جهانی و ارتباط آن با گرمایش جهانی به این نتیجه دست یافتند که عامل رخداد‌های فرین دمایی پیوند معناداری با گرمایش جهانی دارد. ویلیام و همکاران (۲۰۱۴) به بررسی دماهای سرد حدی در کانادا و ارتباط آن با تغییرات آب‌وهوایی طی سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۱ پرداختند. آنها به این نتیجه رسیدند که بیش از ۴۰ درصد دماهای سرد شدید زمانی رخ می‌دهد که دما پایین‌تر از حد آستانه ۱۵- درجه سانتی‌گراد باشد. چانگ و همکاران (۲۰۱۶) تحلیل رویداد حدی دما را در کوهستان کینلینگ و مناطق اطراف آن طی سال‌های ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۲ را مورد بررسی قرار دادند. آنها با استفاده از تحلیل همبستگی و رگرسیون خطی به این نتیجه رسیدند که شاخص‌های حدی دما همبستگی خوبی با ارتفاع کوه‌های منطقه دارند و یخبندان‌های منطقه از جنوب به شمال افزایش می‌یابد. ایکسو و همکاران (۲۰۱۷) تغییرات شدید دما را در کوه‌های هندوکش هیمالیا طی بازه زمانی ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۵ مورد بررسی قرار دادند. آنها با استفاده از داده‌های دمای روزانه به این نتیجه رسیدند که روزهای یخبندان و حداقل دما رابطه

سطح زمین بر شدت سرما می‌افزایند. با توجه به اثرات مهم امواج سرما و لزوم تحقیق در زمینه مذکور، پژوهش حاضر در صدد تعیین و شناسایی و واکاوی همدید الگوهای گردشی منجر به وقوع روزهای توأم با امواج سرما در منطقه غرب ایران بر آمده است.

### مواد و روش‌ها

در این پژوهش داده‌های ایستگاه‌های همدید همدان، کرمانشاه، سنندج و خرم‌آباد در طول یک دوره آماری یکسان از سال ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد. نقشه منطقه مورد مطالعه همراه با موقعیت ایستگاه‌ها و سطوح ارتفاعی منطقه در شکل ۱ درج شده است. با توجه به اینکه در این تحقیق می‌بایست از ایستگاه‌های ایلام نیز استفاده می‌شد، اما به دلیل این که تاسیس ایستگاه ایلام سال ۱۹۸۲ بوده و همچنین آمار موجود این ایستگاه داده‌های مفقودی زیادی داشت، لذا از داده‌های آن صرف نظر شد.

به این نتیجه دست یافتند که هنگام رخداد سرمای فرین پنج الگوی ناهنجاری متفاوت در ضخامت جو دیده می‌شود. و شدیدترین سرماهای فرین زمانی رخ می‌دهند که بر روی سبیری و شمال شرق ایران هسته ناهنجاری منفی و بر روی دریای بارنتز و اروپا ناهنجاری مثبت دیده شود. براتی و همکاران (۱۳۹۵) ترازبایی زبانه‌های پرفشار سبیری هنگام رخداد سرماهای بحرانی در ایران مرکزی طی دوره ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۲ را مورد بررسی قرار دارند. نتایج نشان داد که هنگام رخداد سرماهای شدید، پربندهای پرفشار سبیری به صورت مستقیم و غیر مستقیم بر روی سرزمین پژوهش و در سطح بالا نیز بر ارتفاع‌های مهاجر نقش داشتند. رضازاده و علیجانی (۱۳۹۶) به تحلیل آماری سینوپتیکی امواج سرمای شمال غرب طی دوره آماری ۲۳ ساله پرداختند. آنها با استفاده از نقشه‌های فشار سطح زمین و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به این نتیجه دست یافتند که علت یخبندان‌های شدید سطح بالا ناشی از استقرار یک فرود عمیق در غرب ایران بود که هوای سرد قطب را به ایران هدایت می‌کند. هم-چنین وجود پرفشار سبیری و پرفشارهای مهاجر در



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه همراه با سطوح ارتفاعی

محیطی دارای ابعاد ۲/۵ در ۲/۵ درجه هستند، بازه طول و عرض جغرافیایی یاد شده دارای ۹۴۳ شبکه بوده و با در نظر گرفتن تعداد روزهای منتخب که معادل ۵۶ روز هستند، ماتریسی به ابعاد ۵۶ ستون و ۹۴۳ شبکه تشکیل گردید. سپس در محیط نرم افزار SPSS به پردازش داده‌ها پرداخته شد. برای شناسایی الگوهای گردشی به وجود آورنده موج‌های سرمای منطقه مورد نظر در دوره سرد سال از تکنیک خوشه‌بندی سلسله مراتبی به روش ادغام وارد بر روی ماتریس تشکیل شده مورد استفاده قرار گرفت. در واکاوی خوشه‌ای به روش ward، نخست با اندازه‌گیری فاصله اقلیدسی هر کدام از شاخص‌ها در همه گره‌های ماتریس T در همه روزها، درجه ناهمگونی گره‌ها با یکدیگر مورد سنجش قرار داده می‌شود (ویلومت، ۱۹۷۸) (رابطه ۲).

رابطه ۲)

$$d_{rs}^2 = (T_R - T_S)(T_R - T_S)$$

(ام به  $(\varphi_r, \lambda_r)$  و نقطه  $s$  به مختصات  $(\varphi_s, \lambda_s)$ ،

$d_{rs}^2$  فاصله اقلیدسی مختصات

$T_r$  ارتفاع ژئوپتانسیل نقطه  $r$  و  $T_s$  ارتفاع

ژئوپتانسیل نقطه  $s$  می‌باشند.

در روش وارد گروه‌های  $r$  و  $s$  در صورتی ادغام می‌شوند که افزایش پراش ناشی از ادغام آنها نسبت به ادغام هر یک از آنها با دیگر گروه‌ها به کم‌ترین مقدار برسد. یعنی طبق رابطه ۳:

رابطه ۳)

$$d(r,s) = \left( \frac{n_r n_s d_{rs}}{n_r + n_s} \right)$$

که در اینجا  $d_{rs}$ : فاصله بین گروه  $r$  و گروه  $s$  است که به روش پیوند مرکزی به دست آمده باشد.  $n_r$  تعداد اعضای گروه  $r$  و  $n_s$  تعداد اعضای گروه  $s$  است. در مطالعات اقلیم شناختی عمدتاً از روش ادغام وارد استفاده می‌شود، زیرا این روش تضمین کننده کمترین پراش درون گروهی است و به همین دلیل همگنی درون گروهی افزایش می‌یابد

به منظور بررسی ابعاد هم‌دید امواج سرد سال از داده‌های جو بالا شامل داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل (HGT) و داده‌های تراز دریا (SLP) استفاده شده است. برای محاسبه عدد آستانه شروع دماهای حدی امواج سرما، از داده‌های دمای حداقل روزانه ماه‌های ژانویه، فوریه، مارس و دسامبر سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ ایستگاه‌های هم‌دید همدان، کرمانشاه، سنندج و خرم‌آباد به تعداد ۶۰۶۰ روز میانگین‌گیری شده و از متوسط دماهای حداقل مورد محاسبه برای تعیین آستانه شروع دماهای حدی و تفکیک روزهای مورد مطالعه استفاده شده است. با توجه به اینکه برای خوشه‌بندی داده‌ها معمولاً از دوره آماری طولانی استفاده می‌شود در نتیجه در این پژوهش از نمونه ایستگاه‌هایی در غرب کشور استفاده شد که دارای طول دوره آماری یکسان و مشترک بودند. در نهایت براساس داده‌های متوسط حداقل منطقه غرب کشور و براساس رابطه ۱ اقدام به شناسایی آستانه دماهای حدی منطقه غرب کشور شد (ویلومت، ۱۹۷۸).

رابطه ۱)

$$LET = |\bar{T}_{MIN} + 3\sigma|$$

در معادله بالا  $LET$ : دمای حدی حداقل دوره سرد سال،  $\bar{T}_{MIN}$ : متوسط بلند مدت دمای حداقل منطقه غرب کشور و  $\sigma$ : انحراف معیار بلندمدت دمای متوسط منطقه غرب کشور است. عدد ۳ نیز ضریب ثابت انحراف معیار می‌باشد. به منظور استخراج واکاوی الگوهای فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مؤثر بر وقوع موج‌های سرما به ترتیب از داده‌های HGT و SLP در ساعت ۳/۳۰ بامداد به وقت محلی (۰۰ زولو)، ۵۶ روز دارای دمای مساوی یا کمتر از ۱۶/۷۸- درجه سلسیوس اقدام به خوشه‌بندی داده‌های مستخرج در فاصله طول جغرافیایی ۰ تا ۱۰۰ درجه شرقی و عرض ۱۵ تا ۷۰ درجه شمالی شد. با احتساب اینکه داده‌های شبکه‌بندی شده مرکز پیش‌بینی‌های

سرفرا<sup>۱</sup> تبدیل به نقشه گردید و برای واکاوی همدید مورد استفاده قرار گرفت.

### نتایج

به منظور واکاوی داده‌های دمای حداقل ایستگاه‌ها در غرب کشور، ابتدا از داده‌های دمای حداقل روزانه ایستگاه‌ها میانگین‌گیری شده و به صورت متوسط دمای روزانه غرب کشور مورد استفاده قرار گرفت. سپس ویژگی‌های آماری این ایستگاه‌ها تجزیه و واکاوی شد (جدول ۱).

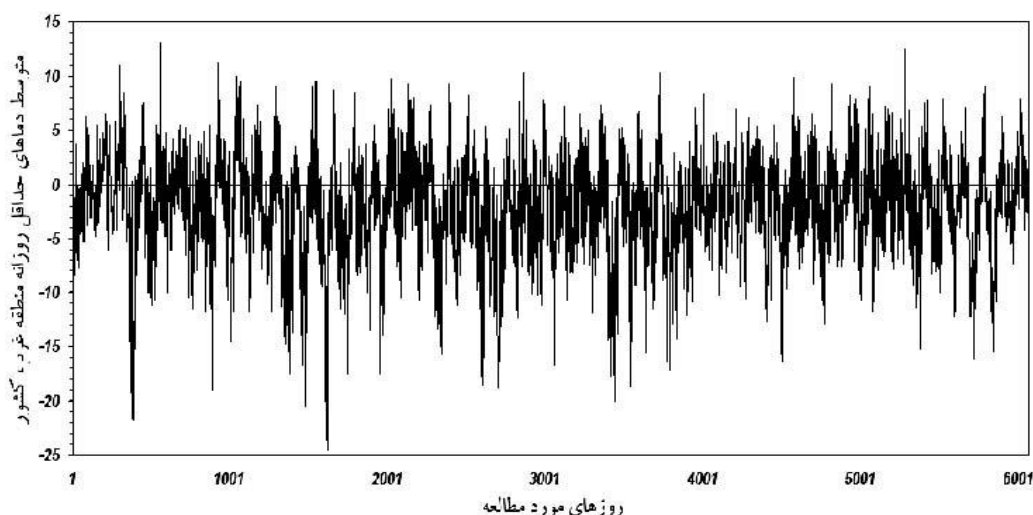
(مسعودیان، ۱۳۸۶). به این ترتیب گروه‌هایی حاصل می‌شود که از یکدستی درونی بالاتری برخوردارند. تجربه نشان داده است که به‌کارگیری دیگر روش‌های ادغام در زمینه پهنه‌بندی منجر به خوشه‌هایی می‌شود که شرط پیوستگی مکانی را ندارند. به بیان دیگر خوشه‌های حاصل از وارد مکان‌هایی را در یک گروه جا می‌دهد که از نظر جغرافیایی همسایه‌اند. بعد از تفکیک روزهای هر یک از سه خوشه حاصله از روزهای هر خوشه میانگین‌گیری شده و متوسط الگوی گردشی به-عنوان نماینده کل خوشه در محیط نرم‌افزاری

جدول ۱: ویژگی‌های مربوط به اطلاعات توصیفی ایستگاه‌های غرب کشور

ویژگی‌های توصیفی	همدان	سنندج	خرم آباد	کرمانشاه	میانگین کل
تعداد نمونه	۶۰۶۰	۶۰۶۰	۶۰۶۰	۶۰۶۰	۶۰۶۰
میانگین	-۶/۴۸	-۲/۹۲	۱/۶۳	-۱/۳۸	-۲/۲۹
انحراف معیار	۶/۹۶	۵/۴۸	۴/۰۷	۵/۰۲	۴/۸۳
ضریب تغییرات	-۱۰۷/۵	-۱۸۷/۷	۲۴۹/۷	-۳۶۲/۹	-۲۱۱/۰۷
کمینه	-۳۴	-۳۱	-۱۴/۶	-۲۷	-۲۴/۵
بیشینه	۱۲	۱۸	۱۷/۴	۱۷/۶	۱۳
دامنه	۴۶	۴۹	۳۲	۴۴/۶	۳۷/۵
مد	-۵	۰	۳	۰	-۲
چولگی	-۰/۹	-۰/۹	۰/۷	-۰/۳۹	-۰/۶

دمای حداقل داده‌های غرب کشور در ۶۰۶۰ روز مورد مطالعه ۲/۲۹- درجه سلسیوس و کمینه آن ۲۴/۵- درجه سلسیوس می‌باشد. ۰/۶- مربوط به چولگی نشان دهنده چولگی دماهای حداقل منطقه به سمت چپ است. به عبارتی داده‌های دمای متوسط حداقل منطقه غرب در سمت چپ منحنی دارای چگالی و فراوانی بیشتری هستند. در شکل ۲ نمودار سری زمانی متوسط حداقل دمای منطقه غرب کشور نیز قابل مشاهده است.

با توجه به ویژگی‌های آماری مندرج در جدول ۱ مشاهده می‌شود که ایستگاه همدان کمترین میانگین، بیشترین انحراف معیار، کمترین کمینه، کمترین بیشینه، کمترین مد و کمترین چولگی منفی دماهای حداقل را به خود اختصاص داده است. ایستگاه خرم آباد از لحاظ ویژگی‌های آماری که برای همدان ذکر شد در نقطه مقابل ایستگاه همدان قرار گرفته و ایستگاه کرمانشاه و سنندج دارای ویژگی‌های آمار توصیفی بین دو ایستگاه همدان و خرم آباد قرار دارند. هم‌چنین متوسط



شکل ۲: نمودار سری زمانی متوسط حداقل دمای منطقه غرب کشور از سال ۱۹۶۱-۲۰۱۰

بر مبنای آستانه مذکور روزهای دارای دمای حداقل  $16/78$  - درجه سلسیوس و کمتر از آن، به عنوان روزهای موج سرماهای حدی شناخته شد. برای تفکیک روزهای یاد شده، داده‌ها از کوچک به بزرگ منظم شد و بر مبنای آستانه نام برده،  $56$  روز برای مطالعه انتخاب گردید. مشخصات آماری این روزهای تفکیک شده در جدول ۲ درج شده است.

بر مبنای داده‌های متوسط حداقل دمای غرب کشور اقدام به محاسبه آستانه دماهای حدی دوره سرد سال گردید که بر این اساس با در نظر گرفتن قدر مطلق میانگین  $2/29$  و انحراف معیار  $4/83$  و سه برابر آن و در نتیجه مجموع آنها اقدام به تعیین آستانه (لورنس، ۱۹۸۷) و (کی و کرن، ۱۹۸۸) بر طبق رابطه شماره ۴ گردید:

رابطه ۴)

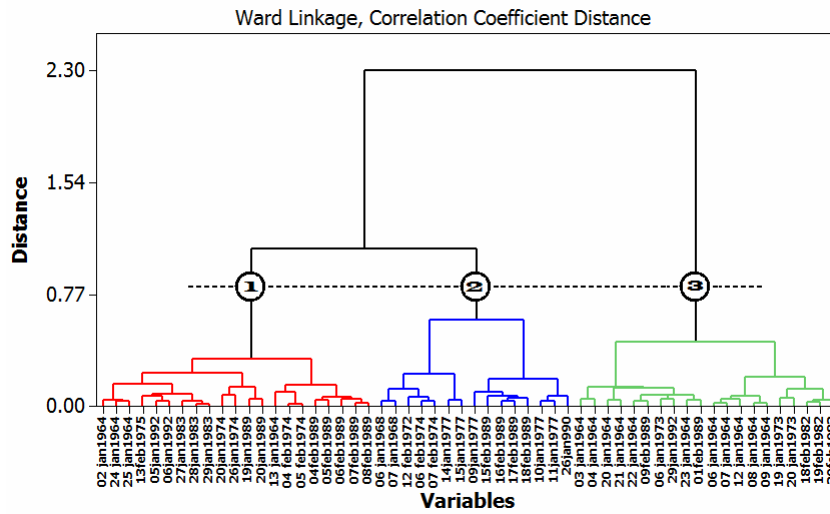
$$LET=2/29+3(4/83)=-16/78$$

جدول ۲: ویژگی‌های آماری  $56$  روز منتخب موج سرما در منطقه غرب ایران

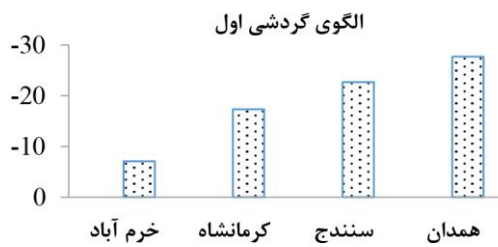
$-16/85$	بیشینه دما	$-18/89$	میانگین
$7/65$	دامنه	$1/74$	انحراف معیار
$-19/2$	مد	$-9/2$	ضریب تغییرات
$-1/19$	چولگی	$-24/5$	کمینه دما

ماتریسی به ابعاد  $56 \times 943$  ستون در شبکه قرار داده شد. با توجه به دندروگرام حاصله یک برش سه خوشه‌ای از دندروگرام حاصل گردید که در شکل ۳ نشان داده شده است. سپس داده‌های زمینی ایستگاه‌ها نیز به تفکیک هر خوشه جدا گردید و برای هر یک از خوشه‌ها یک نمودار ترسیم گردید (شکل ۴، ۵ و ۶).

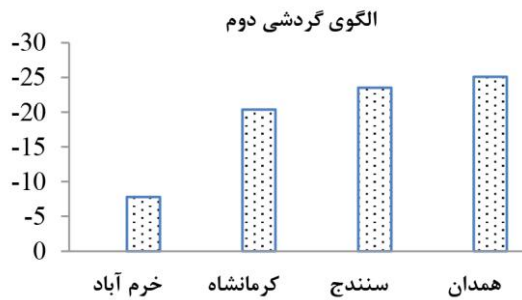
با توجه به مقایسه جداول ۱ و ۲ ملاحظه می‌شود که ارقام مربوط به دماهای حداقل امواج سرمای روزهای منتخب از شدت سرمای بیشتری نسبت به کل  $6060$  روز برخوردارند. در نتیجه برای شناسایی الگوهای گردشی جوی به وجود آورنده امواج سرماهای شدید منطقه غرب کشور، داده‌های مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل تراز  $500$  هکتوپاسکال و فشار سطح دریا در  $56$  روز منتخب استخراج و در



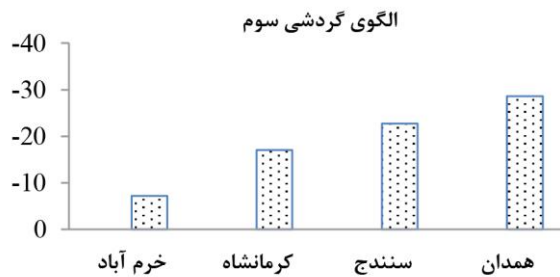
شکل ۳: دندروگرام سه خوشه ای حاصل از روش Ward بر روی روزهای توأم با موج سرما در غرب کشور



شکل ۴: متوسط حداقل دمای ایستگاه‌ها در خوشه اول



شکل ۵: متوسط حداقل دمای ایستگاه‌ها در خوشه دوم



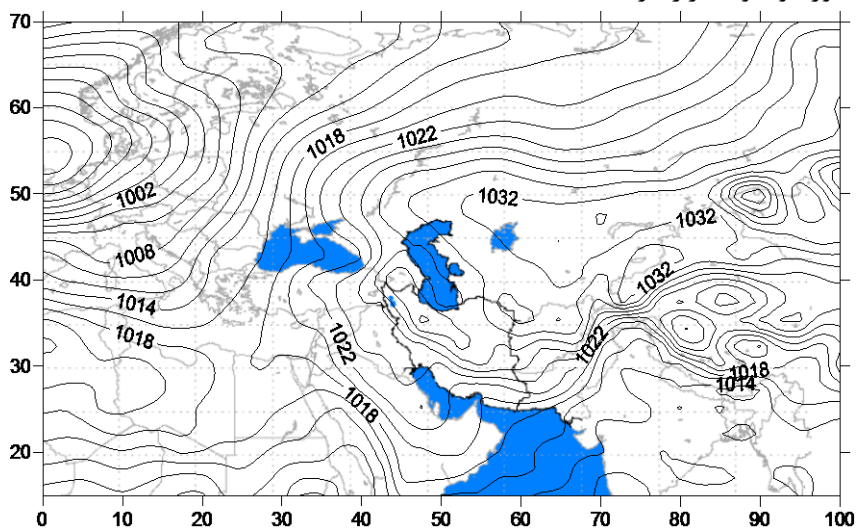
شکل ۶: متوسط حداقل دمای ایستگاه‌ها در خوشه سوم



**الگوهای گردشی حاصل از خوشه‌بندی**

الگوی گردشی شماره یک: نقشه الگوی گردشی اول حاصل نقشه ترکیبی فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال ساعت صفر Z در اعضای ۲۱ عضوی الگو است که در شکل ۷ نشان داده شده است.

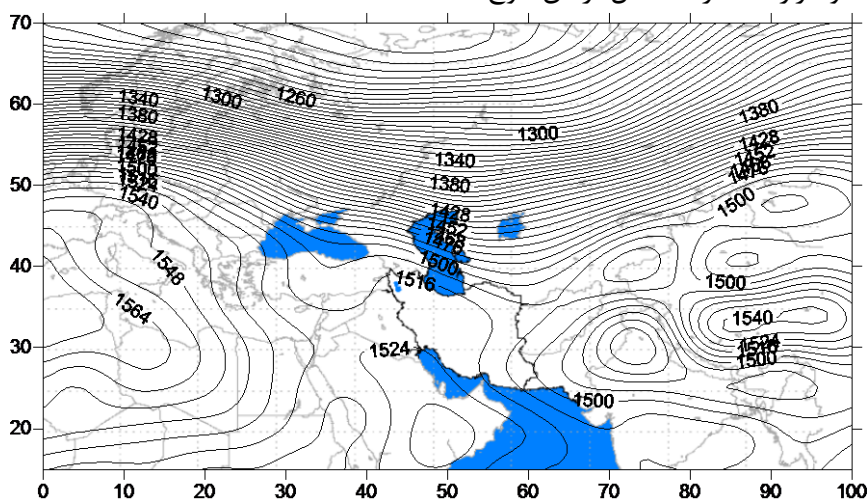
بعد از اتمام مرحله خوشه‌بندی داده‌های مربوط به فشار سطح تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰، ۵۰۰ هکتوپاسکال، روزهای مشخص شده برای هر خوشه تفکیک و میانگین‌گیری شد. سپس میانگین روزهای هر یک از خوشه‌های سه‌گانه دوباره به عنوان متوسط الگوی گردشی تبدیل به نقشه گردید و به شرح ذیل مورد واکاوی قرار گرفت.



شکل ۷: متوسط فشار تراز دریا در الگوی گردشی شماره یک

سرمایی بر روی غرب و شمال غرب ایران حاکمیت پیدا کرده است که نتیجه آن افت شدید دما بر روی منطقه می‌باشد. به طوری که معدل دمای ایستگاه‌های منطقه به کمتر از  $18/71$  - درجه سانتی‌گراد نزول پیدا کرده است.

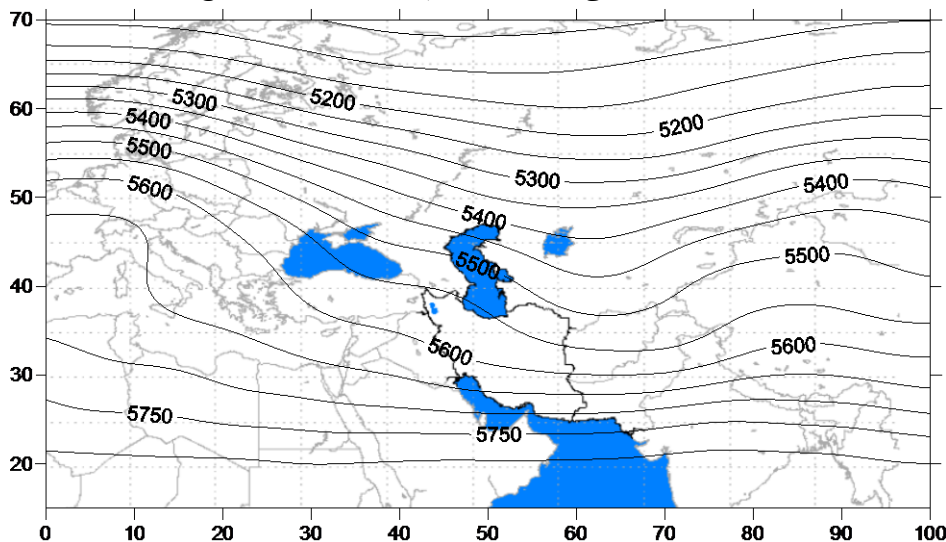
در این الگو زبانه‌ای از پرفشار سیبری با راستای شرقی- غربی و از سمت شمال شرق وارد ایران شده و در امتداد این زبانه مرکز پرفشاری با راستای جنوب شرقی- شمال غربی در غرب و شمال غرب ایران شکل گرفته است. با گسترش این زبانه پرفشار بر روی منطقه و فرارفت سرد حاصل از آن موج



شکل ۸: ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در الگوی گردشی شماره یک

را در برگرفته است، با گسترش این پشته قوی بر روی غرب ایران ضمن ایجاد جوی پایدار بر روی منطقه بر پایداری و ماندگاری موج سرما افزوده است.

در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مرکز واچرخندی بر روی جنوب عربستان بسته شده است که پشته این مرکز واچرخندی با راستای جنوب-شمال نیمه غربی ایران

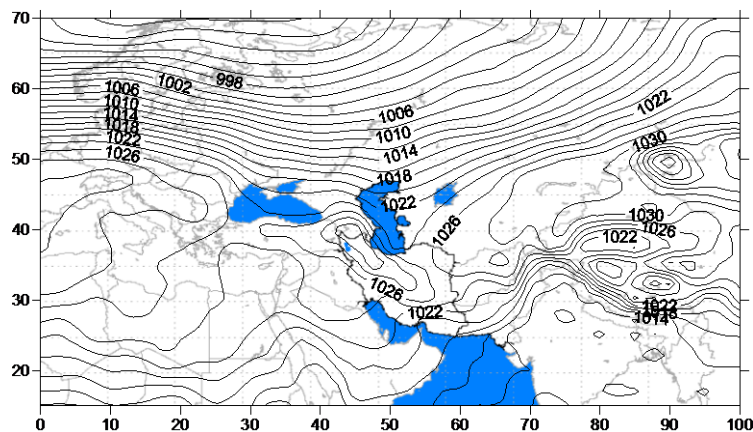


شکل ۹: متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در الگوی گردشی شماره یک

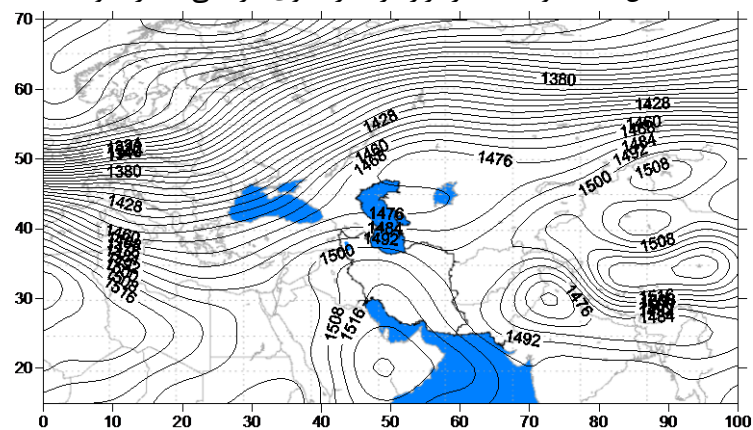
در تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال ساعت صفر  $z$  در اعضای ۱۵ عضوی الگو است که در شکل ۱۰، ۱۱ و ۱۲ نشان داده شده است. همان‌طور که بر روی نقشه تراز دریا دیده می‌شود در این الگو مرکز واچرخندی با فشار مرکزی ۱۰۴۲ هکتوپاسکال در محدوده دریاچه بایکال و بالخاش بسته شده است. زبانه غربی این پرفشار با گسترش غرب سوی خود از سمت شمال شرق وارد ایران شده است. هم‌چنین زبانه شرقی پرفشار آزر با راستای غربی-شرقی پس از عبور از جنوب اروپا، دریای سیاه تا غرب دریای مازندران گسترش دارد. در محل تلاقی این دو زبانه پرفشار، مرکز پرفشاری با الگوی گسترش شمال غربی-جنوب شرقی بر روی شمال غرب ایران بسته شده است، که زبانه آن تمام محدوده غرب و مرکز ایران را در برگرفته است. به این ترتیب جریانات سرد عرض‌های شمالی با گردش واچرخندی بر روی منطقه فرارفت شده و باعث کاهش شدید دما بر روی منطقه شده است.

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل ۹ ناوه عمیقی بر روی شرق دریای مازندران گسترش یافته است که دامنه این ناوه تا جنوب پاکستان و دریای عمان امتداد یافته است. این الگوی گسترش ناوه سبب شده است، منطقه غربی ایران در پشت ناوه واقع شده و ضمن فرارفت سرد جنب قطبی بر روی غرب ایران با توجه به غلبه جریانات شمالی پشت ناوه و با ایجاد پایداری و ماندگاری، موج سرما را نیز تشدید نموده است. برآیند الگوی گردشی شماره یک، انتقال هوای سرد عرض‌های بالای جغرافیایی و منطقه‌ی اروپا به سمت غرب و استان‌های مورد نظر می‌باشد که به صورت فرارفت منفی یا وزش دمایی سرد می‌باشد. با توجه به فراوانی ۲۱ روزه‌ی الگو از کل ۵۶ روز، سهم الگوی گردشی شماره یک در ایجاد دماهای فرین مناطق مورد نظر ۳۷/۵ درصد است.

الگوی گردشی شماره دو: الگوی گردشی دو حاصل نقشه ترکیبی فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل



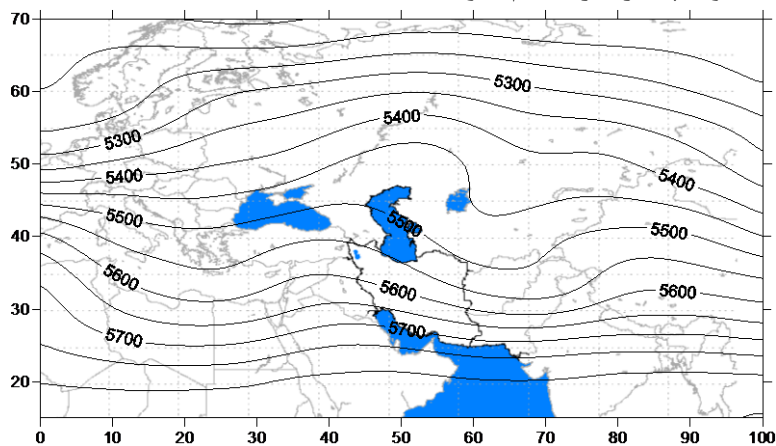
شکل ۱۰: متوسط فشار تراز دریا در الگوی گردشی شماره دو



شکل ۱۱: ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در الگوی گردشی شماره دو

است. در عین حال با گردش واچرخندی فرارفت سرد شمالی را بر روی منطقه تشدید نموده است. این الگوی همدیدگی ضمن ایجاد پایداری و ماندگاری هوای لایه زیرین جو بر شدت سرمای منطقه نیز افزوده است.

در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال شکل ۱۱ مرکز واچرخندی در نیمه شرقی شبه جزیره عربستان و جنوب خلیج فارس قرار دارد که پشته حاصل از این، واچرخندی با راستای جنوبی-شمالی تقریباً تمام پهنه ایران را در بر گرفته است. با گسترش این پشته بر روی منطقه جوی پایداری را حاکم نموده

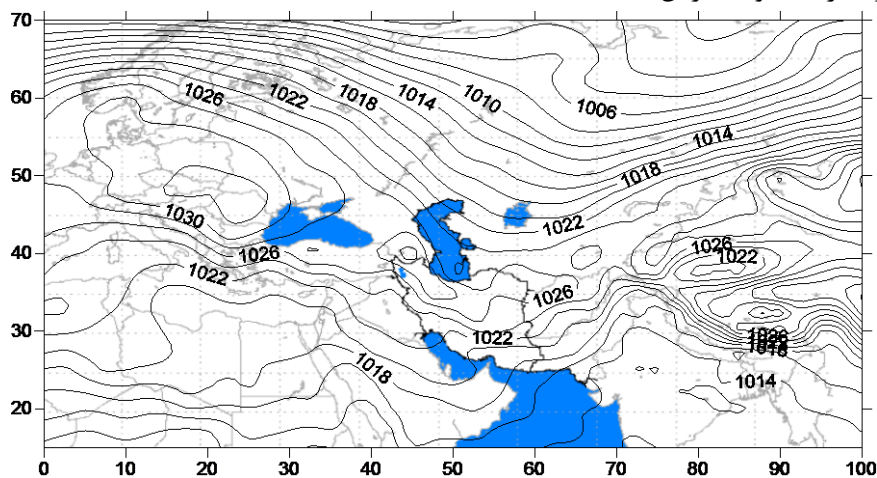


شکل ۱۲: متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در الگوی گردشی شماره دو

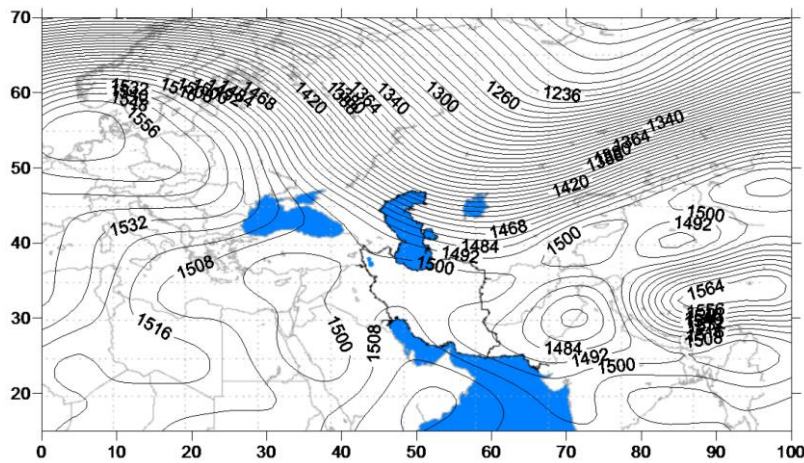
درجه شمالی را در بر گرفته است. در این کمربند پرفشاری، هسته‌هایی بر روی جنوب اروپا، شمال غرب ایران و سیبری (محدوده دریاچه‌های بایکال و بالخاش) شکل گرفته است که هسته مرکزی پرفشار شمال غرب ایران بر روی جنوب آذربایجان و ارمنستان قرار دارد. در شمال و شمال شرق دریای مازندران ناوه عمیقی که در امتداد ورتکس قطبی قرار دارد تا شمال این مرکز واچرخندی گسترش دارد. فرارفت سرد جنب قطبی حاصل از این ناوه عمیق به وسیله جریانات واچرخندی پرفشار شمال غرب ایران بر روی منطقه فرارفت شده و سبب نفوذ یک موج سرد بر روی منطقه شده است. این ناوه در ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال با گسترش جنوب سوی خود تا نیمه شمالی ایران را در بر گرفته است. این ناوه در امتداد ورتکس قطبی و به صورت یک ناوه یکپارچه تا نزدیک قطب ادامه دارد. همان طور که ملاحظه می‌شود غرب ایران درست در پشت این ناوه قرار دارد و فرارفت سرد قطبی و جنب قطبی را در تمام لایه وردسپهر زیرین و میانی بر روی منطقه را نشان می‌دهد. این فرارفت سرد قطبی ضمن افت شدید دما بر روی منطقه و ماندگاری هوای سرد در وردسپهر زیرین، افت شدید دما را در تمام لایه سبب شده است.

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل ۱۲ همانند الگوی قبلی نفوذ یک ناوه عمیق در نیمه شرقی ایران، افغانستان و پاکستان می‌باشد. در امتداد پشته تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و کمی عقب‌تر، پشته گسترده‌ای از روی غرب عربستان با راستای جنوبی-شمالی تا شمال غرب دریای مازندران گسترش دارد. در نتیجه منطقه مورد مطالعه در دامنه شرقی پشته قرار دارد و جریانات بر روی منطقه را شمالی نموده است. این شرایط همدیدی ضمن فرارفت سرد عرض‌های شمالی بر ماندگاری موج سرما بر روی منطقه افزوده است.

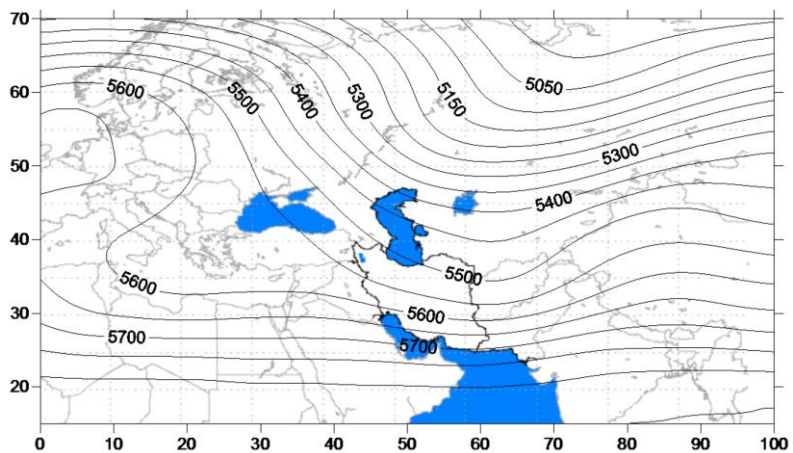
الگوی گردشی شماره سه: در شکل ۱۳، ۱۴ و ۱۵ الگوی گردشی شماره سه که حاصل میانگین الگوهای جریانی ۲۰ روز یاد شده است، نشان داده شده است در این الگو غرب ایران در سیطره کامل فراز نسبتاً قوی است که مانند نوار پهنی از منحنی میزان‌های ۵۵۵۰ و ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر غرب کشور را در بر گرفته، قرار دارد. با توجه به فراوانی ۲۰ روزه این الگو از کل ۵۶ روزه، سهم الگوی گردشی یاد شده در ایجاد امواج سرمای غرب ایران ۳۵/۷۱ درصد است. متوسط دماهای حداقل ۲۰ روز در این خوشه معادل ۱۸/۸۵- درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در این الگو نیز کمربندی از هسته‌های پرفشار محدوده عرض‌های ۴۰ تا ۶۰



شکل ۱۳: متوسط فشار تراز دریا در الگوی گردشی شماره سه



شکل ۱۴: ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در الگوی گردشی شماره سه



شکل ۱۵: متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در الگوی گردشی شماره سه

### نتیجه‌گیری

مروری بر تحقیقات اقلیمی انجام گرفته نشان از بداعت موضوع دماهای حدی بوده و تحقیقی در این زمینه انجام نگرفته و ارتباط مطالعات مندرج در مقدمه به موضوع دماهای حدی نیز بسیار اندک و غیر مستقیم است. مطالعات انجام گرفته اغلب در خصوص یخبندان و سرما بوده و شدت افت دما در حد فرین را در نظر نگرفته و آن را با استفاده از شاخص یا آستانه‌های عددی مورد بررسی قرار نداده‌اند. تحقیق در مورد موج سرمایی نیز موردی بوده و شدت موج سرمایی مطالعه شده در حد فرین نیست. از نظر بداعت موضوع، انتخاب و به‌کارگیری شاخص تفکیک دماهای حدی و بعد تحلیل

سینوپتیک سطوح مختلف جوی و داده‌های دقیق‌تر جوی نتایج بهتری ارائه کرده است. اهمیت دادن واکاوی خوشه‌ای داده‌های فشار تراز دریا و تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰ زولو که زمان اصلی وقوع کمترین دماها می‌باشد نشان داد که برش سه خوشه‌ای بهترین راه حل برای طبقه‌بندی روزهای مورد مطالعه است. نتایج نشان داد که در الگوی حاصل از خوشه‌بندی وارد عامل اصلی امواج سرمایی منطقه غرب ایران، هماهنگی و انطباق سامانه‌ها در ترازهای زیرین و میانی جو سبب رخداد امواج سرمایی شده است. عامل اصلی افت دماها در تراز دریا وجود هسته پرفشار با فشار مرکزی بیش از ۱۰۳۲ هکتوپاسکال بر روی منطقه مورد مطالعه

وضعیت توپوگرافی ارتفاع ژئوتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پیروی کرده و از محل محور فرودها جریان هوا در راستای فرودها نزولی شده و باعث وزش یا فرارفت دمایی و در نتیجه انتقال هوای سرد و سنگین عرض‌های بالای جغرافیایی و حتی مناطقی چون قطب شمال و شبه جزیره اسکانندیناوی به سمت غرب ایران می‌شوند. هم-چنین واکاوی آماری داده‌های دمایی نیز نشان داد که ایستگاه همدان به دلیل ارتفاع زیاد از منطقه بر شدت سرمایش هوا افزوده و میانگین امواج سرمایی شدیدتری را نسبت به سایر ایستگاه‌ها دارا می‌باشد. این در حالی است که ایستگاه خرم آباد دارای امواج سرمایی ملایم‌تری است که میانگین دمای غرب کشور را تحت تأثیر قرار داده و باعث شده از متوسط حداقل دمای غرب کشور کاسته شود. مزیت شاخص در این است که اگر کاهش دما در یک روز معین نسبت به متوسط بلند مدت آن روز در طول دوره آماری چشمگیر باشد شاخص عدد منفی خیلی کوچکی نشان می‌دهد و این می‌تواند نشان دهنده استقرار شرایط خاص سینوپتیک در آن روز باشد که باعث شده دمای آن روز نسبت به متوسط بلند مدت خود دمای بسیار کمتری نشان دهد. بنابراین پیشنهاد می‌شود که در طبقه بندی‌های اقلیمی غرب کشور از ایستگاه‌هایی استفاده شود که دارای تشابه در طبقه بندی می‌باشند.

### پانوش

#### 1-Surfer

-براتی، غ.، ۱۳۷۵. طراحی و پیش‌بینی الگوهای سینوپتیک یخبندان‌های بهاره ایران، رساله دکترای اقلیم شناسی، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۱-۲۱۳.

می‌باشد. هم‌چنین در تراز میانی جو به دلیل استیلای غرب ناوه بر روی منطقه مورد مطالعه‌ی ما یعنی غرب ایران (استان‌های لرستان، کردستان، کرمانشاه و همدان) و وزش جریانات سرد شمالی سبب ریزش هوای سرد بر روی منطقه‌ی غرب کشور شده و عامل اصلی وقوع امواج سرمایی در غرب می‌باشد. که با نتایج علیجانی و براتی (۱۳۷۵) در ارتباط با یخبندان‌های بهاره و علیجانی و هوشیار (۱۳۸۶) در ارتباط با الگوهای سینوپتیکی ایجاد کننده سرمای شدید و یخبندان منطقه شمال غرب کشور مطابقت دارد. امیدوار و ابراهیمی (۱۳۹۱) نیز در تحلیل همدید سرمای شدید در ایران مرکزی عامل ایجاد سرما را وجود پرفشار سطح زمین می‌داند. علیجانی و هژبرپور (۱۳۸۶) با بررسی سینوپتیکی یخبندان‌های اردبیل به این نتیجه رسیدند که بیشتر یخبندان‌های این استان از نوع انتقالی است و در دوره سرد سال از آبان تا فروردین رخ می‌دهند. نتایج تحقیق محمودی و همکاران (۱۳۹۵) در تحلیل الگوهای هم‌دید منجر به یخبندان فراگیر ایران نشان داد که در دوره‌های همراه با حداکثر فراوانی روزهای همراه با یخبندان فراگیر، تقویت و گسترش نصف النهاری جنب قطبی باعث جابجایی زبانه‌ی غربی پرفشار سیبری به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر می‌شود. این مطالعه نشان داد که آرایش توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و دینامیک آن نقش مهمی در شارش هوای سرد به منطقه غرب ایران دارد. به این شکل که مسیر جریان و انتقال هوای سرد کاملاً از

### منابع

-امیدوار، ک. و ابراهیمی، ع.، ۱۳۹۱. واکاوی همدید موج سرمای شدید ۱۶ تا ۲۵ دی ماه ۱۳۸۶ در ایران مرکزی، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۳، پیاپی ۴۵، شماره ۱، ص ۸۱-۸۹.

- براتی، غ.، احمدی، م.، میرزایی، ا. و بیتار، محمد. ۱۳۹۵. ترازایی زبانه‌های پرفشار سیبری هنگام رخداد سرماهای بحرانی در ایران مرکزی، پژوهش‌های دانش زمین، سال هفتم، شماره ۲۶، ص ۱۱۷-۱۲۹.
- دارند، م. و مسعودیان، ا.، ۱۳۹۴. شناسایی و تحلیل الگوهای ناهنجاری ضخامت سرماهای فرین ایران زمین طی بازه زمانی ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۳، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۰، شماره ۲، ص ۱۰۵-۱۲۰.
- رضازاده، ی. و علیجانی، ب.، ۱۳۹۶. تحلیل آماری سینوپتیکی امواج سرمایی خشارت بار شمال غرب ایران، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۳۱، شماره ۶۱، ص ۱۸۳-۲۰۲.
- علیجانی، ب. و هوشیار، م.، ۱۳۸۷. شناسایی و طبقه‌بندی الگوهای سینوپتیکی ایجاد کننده generation of extremely cold days in Europe, Atmosfera, v. 21(4), p. 389-401.
- Chong, J., Xingmin, M. and Fei, W., 2016. Analysis of extreme temperature events in the Qinling Mountains and surrounding area during 1960-2012, Quaternary International, v. 392, p. 155-167.
- Duliere, V., Zhang, Y. and Salathe, E.P., 2011. Extreme precipitation and temperature over the U.S. pacific northwest: A comparison between observations, reanalysis data and regional models: Journal of climate, v. 24, p. 1950-1964.
- Esazade, SH., Memarian, M.H., Mir rokni, M. and Taghizadeh, E., 2010. Synoptic analysis glaciation of East Azarbaijan Province, Iran Geophysics Conference, v. 14, p. 21-23.
- Ghavidel Rahimi, y., 2011. determine the threshold of statistical and synoptic analysis of the cloud temperatures
- سرمای شدید منطقه شمال غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، ص ۱-۱۶.
- علیجانی، ب. و هژبرپور، ق.، ۱۳۸۶. تحلیل هم‌دید یخبندان‌های استان اردبیل، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۱۰، ص ۸۹-۱۰۶.
- قویدل رحیمی، ی.، ۱۳۹۳. بررسی الگوهای پیوند از دور دریای شمال خزر بر نوسانات بارش‌های پاییزی مناطق غرب و شمال غرب ایران، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز، شماره ۴۹، ص ۲۱۷-۲۳۰.
- محمودی، پ.، خسروی، م.، مسعودیان، ا. و علیجانی، ب.، ۱۳۹۵. میانگین گردش جوی منجر به یخبندان فراگیر در ایران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، دوره ششم، شماره ۲۴، ص ۶۶-۸۶.
- مسعودیان، ا.، ۱۳۸۶. شناسایی تیپ‌های هم‌دید اصفهان، گزارش نهایی طرح شماره ۸۴۰۳۰۶، معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان.
- Alijani, B. and Hoshyar, M., 2009. Identification of synoptic Patterns Intense cold region North West Iran: Journal of Geographical Research, Tehran University, v. 65, p.1-16.
- Alijani, B., Mahmoudi, P., Khosravi, M. and Masoudian, A., 2011. Anomaly synoptic Resulting Pervasive Glacialsin Iran: Journal of Geography Hazards Environmental, v. 1, p. 17-34.
- Alijani, B., Tavooosi, T., Negaresh, H. and Karimi, S., 2011. Synoptic analysis of the Synoptic Waves rmahay Iran: Journal of Geography and Development, v. 10(29), p. 55-76.
- Azizi, G., Akbari, T., Davoodi, M. and Akbari, M., 2011. Synoptic Analysis of Severe Cold Wave Iran in January 2008: Journal of Physical Geography, v. 70, p. 1-19.
- Cony, M.E., Hernandez, T. and Del, T., 2008. Influence of synoptic scale in the

- Maragheh Geographical Sciences: Journal of Applied Research, v. 19, p. 45-62.
- Roshan, G., AbdolAzim, G. and Qinqin, K., 2018. Spatial and temporal analysis of outdoor human thermal comfort during heat and cold waves in Iran, Weather and Climate Extremes, v. 19, p. 58-67.
- Halabian, A. and Shbankari, M., 2012. The Siberian high-pressure distribution no the daily minimum temperatures: Journal of Geography and Environmental Planning, v. 4, p. 151-166.
- Khosravi, M. and Ismaili, R., 2007. Synoptic patterns of the lateglacial North East: Journal of Geographical Sciences, v. 7(8), p. 53-75.
- Laurence, S.K., Guanri, T. and Jon, A.S., 1987. An Evaluation of Three Clustering Procedures for Use in Synoptic Climatological Classification: Journal of Climate and Applied Meteorology, v. 26(6), p. 717-730.
- Key, J. and Crane, R.G., 1988. A comparison of synoptic classification schemes based on 'objective' procedures: Journal of Climatology, v. 8, p. 56-65.
- Kiristi, J., Stefan, F., Heikki, T. and Kimmo, R., 2008. Changes In Frost, Snow and Baltic Sea ice by the end of the twenty-first century based on climate model projections for Europe, Springer Netherlands, v. 86(3), p. 441-462.
- Lashkari, H., 2009. Synoptic Analysis of the Cold Wave Pervasive the 2009 Iran, Studies Geography, v. 66, p. 1-18.
- Masoudian, A., Kashki, A. and Hosseini, M., 2012. Check Type of Synoptic Weather Systems in the North East of the Country and its Relationship with Daily Circulation: Journal of Geography and Development, v. 25, p. 59-78.
- Meehl, A., Tebaldi, C. and Nychka, D., 2004. Changes in frost days in simulations of twenty first century climate, Climate Dynamics Journal, Springer Berlin, Heidelberg, p. 495-51.
- Omidvar, K. and Ebrahim, A., 2012. Synoptic analysis of severe coldwave 16 to 25 January 2007 in central Iran: Journal of Geography and Environmental Planning, v. 23, p. 81-89.
- Prieto, L., Garcia, R., Diaz, J., Hernandez, E. and del Teso, T., 2002. NAO influence on extreme winter temperature in Madrid (Spain), Annales Geophysicae, v. 20, p. 2077-2085.
- Reiss, R. and Thomas, M., 2007. Statistical Analysis of Extreme Values, Birkhauser press, Berlin.
- Takaya, K. and Nakamura, H., 2005. Mechanism of inter seasonal amplification of the cold siberian high: Journal of the Atmospheric Sciences, v. 62, p. 4423-4440.
- Unkasevic, M.I. and Tomic, T., 2009. Changes in extreme daily winter and summer temperatures in Belgrade, Theoretical and Applied Climatology, v. 97, p. 27-38.
- Ustrunl, Z., Czekierda, D. and Wypych, A., 2010. Extreme values of air temperature in Poland according to different atmospheric circulation classifications, Physics and Chemistry of the Earth, v. 35, p. 429-436.
- Vithkevich, V. I., 1963. Agricultural Meteorology, Jerusalem (Mpnson), p. 183-305.
- Van De Besselaar, E.J., Klein Tank, A.M.G. and van der Schrier, G., 2009. Influence of circulation types on temperature extreme in Europe, Theoretical Applied Climatology, v. 99, p. 431-448.
- Willmott, C.J., 1978. P-mode principal components analysis, grouping and precipitation regions in California Archiv für Meteorologie, Geophysik und



Bioklimatologie Serie B, v. 26, p. 277-295.

-William, A.G., Benita, Y.T., Tanzina, M. and Shannon, M.J.A., 2014. Extreme cold weather alerts in Toronto, Ontario, Canada and the impact of a changing climate, v. 8, p. 21-29.

-Xiu, B.S., Guo, Y.R., Arun, B.Sh., Yu, Y.R., Qing, L.Y., Yun, J.Z. and Yan, X.,

2017. Changes extreme temperature events over the Hindu Kush Himalaya during 1961–2015, *Advances in Climate Change Research*, v. 8, p. 157-165.

-Zhang, Y., Sperber, K.R. and Boyle, J.S., 1996. *Climatology of East Asian Winter Monsoon and Cold Surges*, PCMDI Report 38, 29 p.